مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی وکانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۳۲۵ تا ۳۳۸

شیمی کانی توده گرانیتوئیدی غرب اردکان (ایران مرکزی)

جواد قانعی اردکانی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۷/۲۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۰/۵)

چکیده: توده گرانیتوئیدی غرب اردکان با مجموعه کانی‌های اصلی کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی آمفیبول، بیوتیت، اسفن، زیرکن و آپاتیت در بخش میانی پهنه ایران مرکزی رخنمون دارد. بافت غالب در این توده دانه‌ای متوسط تا ریز، گرانوفیری و میرمیکیتی است. بر اساس داده‌های شیمی کانی، آمفیبول‌های کلسیمی با ماهیت منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت در دمای ^{o}C ۸۹۰-۵۳۰ متبلور شده‌اند. همزمان، کانی پلاژیوکلاز نوع الیگوکلاز تا آندزین در ^{o}C ۷۰۰-۸۰۰ و بیوتیت‌های منیزیم‌دار در دمای ^{o}C ۷۳۰-۶۵۰ متبلورشده‌اند. همچنین با توجه به شرایط اکسایشی، کانی‌های کدر نوع مگنتیت تشکیل شده‌اند. داده‌های شیمی همه این کانی‌ها به ماهیت گوشته‌ای ماگمای سازنده آنها اشاره دارد، که طی صعود دچار آلایش پوسته‌ای متوسط تا شدید شده‌اند. این توده‌ها با سرشت آهکی قلیایی از نوع I هستند که در موقعیت زمین‌ساختی فرورانش در ارتباط با کرانه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ گرانیتوئید؛ آهکی قلیایی؛ فرورانش؛ اردکان.*

مقدمه

ایران مرکزی از واحدهای اصلی زمین‌ساختاری مثلثی شکلی است که رویدادهای متعددی را پشت سر نهاده و بارها دستخوش دگرگونی، کوهزایی، فعالیت ماگمایی و چین‌خوردگی شده است. این منطقه از بزرگترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران به شمار می‌رود که دارای طیف گسترده‌ای از قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی (پرکامبرین) تا آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال امروزی است [۱]. در بخش غربی ایران مرکزی، فعالیت ماگمایی گسترده‌ای در راستای نوار بلندی از سهند تا بزمان به‌طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، پهنای تقریبی ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و موازی با پهنه دگرگون شده سنندج- سیرجان و زاگرس [۲] با نام کمربند آتشفشانی-نفوذی ایران مرکزی معرفی شده‌است [۳] (شکل ۱). این کمربند آتشفشانی-نفوذی یکی از سه کمربند ماگمایی سنوزوئیک است [۴] که دارای توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب آهکی قلیایی، متاآلومین و بیشتر از نوع I هستند [۵]. به باور زمین‌شناسان نوار زمین‌ساختی ماگمایی ارومیه- دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس بوده که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در راستای کرانه قاره‌ای ایران مرکزی و برخورد بین صفحه عربی و ایران به عنوان بخشی از اورازیا به وجود آمده است [۲، ۶-۱۰].

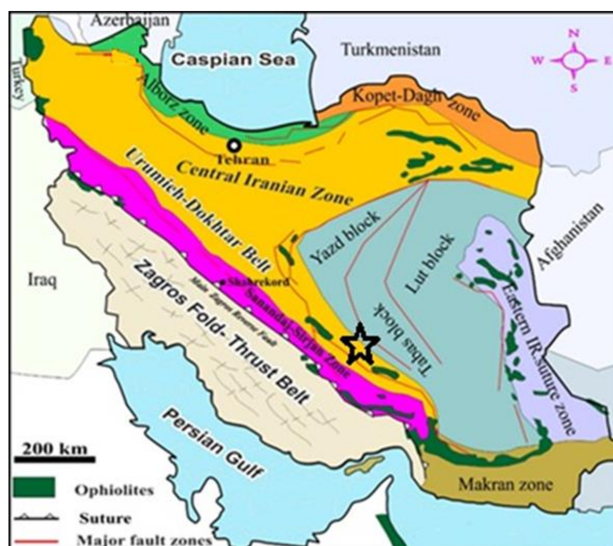
توده‌های گرانیتوئیدی غرب اردکان بخشی از فعالیت ماگمایی ایران مرکزی هستند که به صورت رخنمون‌های پراکنده دیده می‌شوند. توده نفوذی امین‌آباد و ارجنان با رخنمون برجسته و رنگ خاکستری تا کرمی در موقعیت‌های نشان داده شده در شکل ۲ دیده می‌شوند. در این پژوهش با استفاده از شیمی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت تا سیر دگرگونی ماگمایی این دو توده بررسی شده است.

بر اساس بررسی‌های صحرایی واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی را می‌توان به چهار گروه تقسیم نمود (شکل ۲): ۱) واحدهای سنگی قدیمتر از ترشیری که شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین با چین خوردگی و به شدت خرد شده هستند که بیشتر در غرب منطقه رخنمون دارند و در برگیرنده

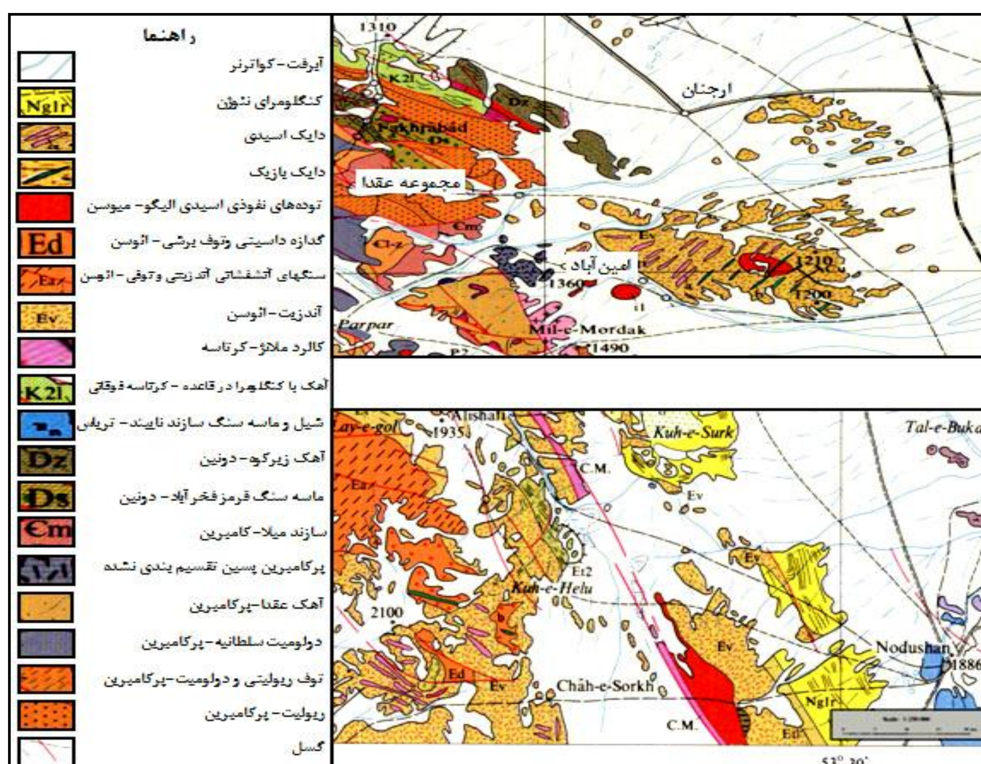
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۵۵۷۲۳۶، پست الکترونیکی: ghaneijavad@pnu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

سازنده‌های پرکامبرین تا ترشیری هستند؛ ۲) واحدهای سنگی رسوبی- آتشفشانی ائوسن که در پی کنگلومرای قاعده‌ای دوران سوم یک توالی ضخیم از فرآورده‌های جریانی و پرتابه‌های آتشفشانی را تشکیل داده‌اند [۱۱]؛ ۳) واحدهای سنگی الیگومیوسن که به صورت توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کوچک در دو منطقه ارجنان و امین‌آباد در رسوب‌های آبرفتی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه رخنمون دارند و ۴) دایک‌های اسیدی و بازیک که به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگومیوسن تزریق شده‌اند و دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی هستند.



شکل۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی واحدهای ساختاری ایران [۱۲].



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی مناطق مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰منطقه اردکان با کمی تغییرات [۱۱].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

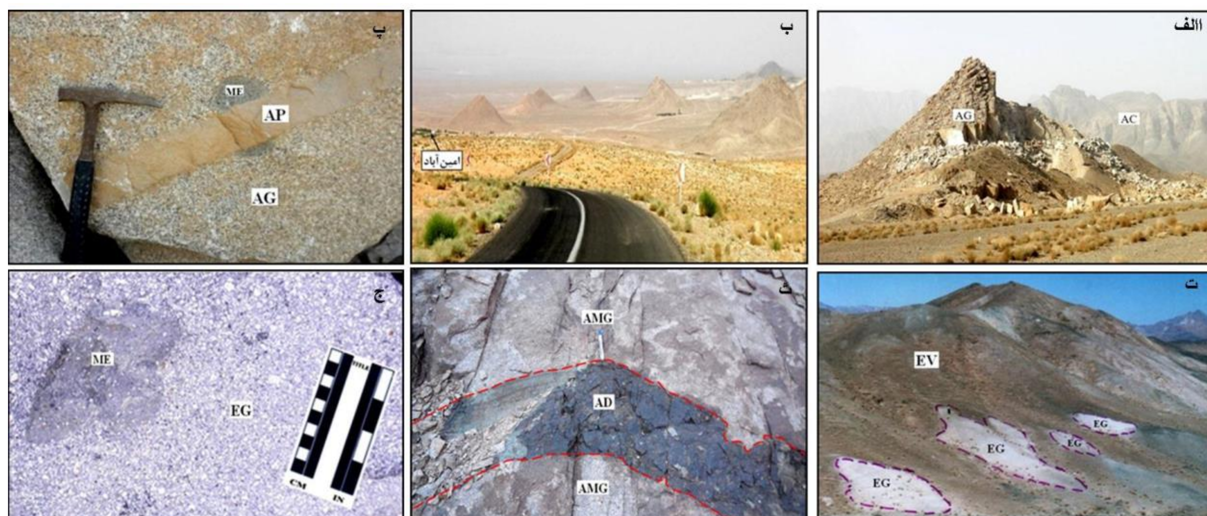
روش بررسی

پس از تهیه بیش از ۳۰ مقطع نازک و انجام بررسی‌های سنگ-نگاری ۱۰ مقطع برای تجزیه نقطه‌ای با ریزکاوالکترونی مدل SX100 ساخت شرکت کامکای فرانسه مجهز به ۵ طیف سنج تفکیک طول موج (WDS) و یک طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتوی ایکس (EDX) به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) ارسال شد. در این تجزیه‌ها، ولتاژ شتاب دهنده دستگاه 15kV، شدت جریان 15 nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده‌است. این دستگاه جدیدترین نسل ریزکاوکامکا ساخت سال ۱۹۹۴ و کاملاً خودکار است که امکان تجزیه به‌طور شبانه روزی وجود دارد. انجام تجزیه‌های دقیق، بر پایه دقت و قابلیت اطمینان WDSها و پایداری بالای پرتوی الکترونی است. برای پردازش داده‌ها، رسم نمودارها و نامگذاری دقیق کانی‌ها از نرم افزار Minpet 2.02 و اکسل استفاده شد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

توده‌های نفوذی امین‌آباد در ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب اردکان، در غرب روستای امین‌آباد، به صورت توده‌های نفوذی پراکنده، منفرد و دوکی‌شکل رخنمون دارند که به نظر می‌رسد که بیرون‌زدگی‌های آنها تابع ساختار گسل‌های فرعی منطقه است و به‌طور محدود با سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن برخوردگاه مشخص دارند (شکل ۳ الف). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی صورتی مایل به خاکستری و دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط و کانی‌های روشن شامل کوارتز، ارتوکلاز گوشتی‌رنگ و پلاژیوکلاز بوده و کانی‌های مافیک آنها بیشتر از بیوتیت و هورنبلند سبز هستند، گاهی اندازه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به چند سانتیمتر می‌رسد (شکل ۳ ب). رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ با ضخامت متوسط ۲۰ سانتیمتر و روند شمالی-جنوبی دیده می‌شوند. (شکل ۳ پ). در برخی بخش‌ها، رگچه‌های پگماتوئیدی کم وسعت چند سانتی‌متری دیده می‌شوند. این رگچه‌ها شامل کانی‌های کوارتز، ارتوز صورتی رنگ، بیوتیت و گاهی هورنبلند هستند.

توده نفوذی ارجنان در ۲۵ کیلومتری غرب اردکان، در سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی ائوسن شامل گدازه‌های آندزیتی و سنگ آهک‌های نومولیت‌دار نفوذ کرده است (شکل ۳ ت). ارتباط سنگ‌های گرانیتوئیدی با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به صورت برخوردگاه مشخص (غیرتدریجی)، زائده و زبانه‌های نفوذی در آندزیت‌ها دیده می‌شود که در کنار زبانه‌های نفوذی، آندزیت‌ها دگرسان‌شده و باز تبلور یافته که بیانگر تقدم زمانی سنگ‌های آندزیتی نسبت به توده‌های گرانیتیوئیدی است (شکل ۳ ث). نمونه‌های دستی با رنگ روشن، تمام روشن و تمام بلوری و دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز هستند (شکل ۳ ج).



شکل ۳ الف) توده نفوذی گرانیتوئیدی امین‌آباد، ب) دورنمایی از رخنمون‌های تقریباً مخروطی شکل از توده نفوذی امین‌آباد در غرب روستای امین‌آباد، پ) رگه‌های آپلیتی (AP) قطع‌کننده سنگ‌های گرانیتوئیدی به همراه برونبوم ریزدانه‌ای مافیک (MEE)، ت) زائده‌هایی از توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن (EV) در جنوب روستای ارجنان، ث) دایک آندزیتی درون توده نفوذی ارجنان، ج) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و و برونبوم‌های مافیک (ME) در گرانودیوریت ارجنان.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

توده‌های نفوذی امین‌اباد و ارجنان میزبان دایک‌های اسیدی و مافیک بوده‌اند. وجود این دایک‌ها بیانگر یک نظام کششی منطقه‌ای است که از روند گسل‌های عرضی منطقه پیروی کرده و منجر به تشکیل یک مجموعه شکستگی‌های عمیق شده‌است و سپس مواد مذاب با ترکیب حدواسط به درون آنها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع، دایک‌های آندزیتی را تشکیل داده‌اند. همچنین برونبوم‌های مافیک درون توده‌های مورد بررسی دیده می‌شوند که ریزدانه‌ای مافیک با ترکیب کوارتزمونزودیوریت تا دیوریت هستند. آنها دارای قطر از چند سانتی‌متر تا بیش از ۷۰ سانتیمتر، بی‌شکل، گرد تا بیضوی شکل و دارای لبه‌های گردشده یا کنگره‌دار تا زاویه‌دار و مرز تیز با سنگ میزبان هستند (شکل۳ج).

سنگ نگاری و کانی شناسی

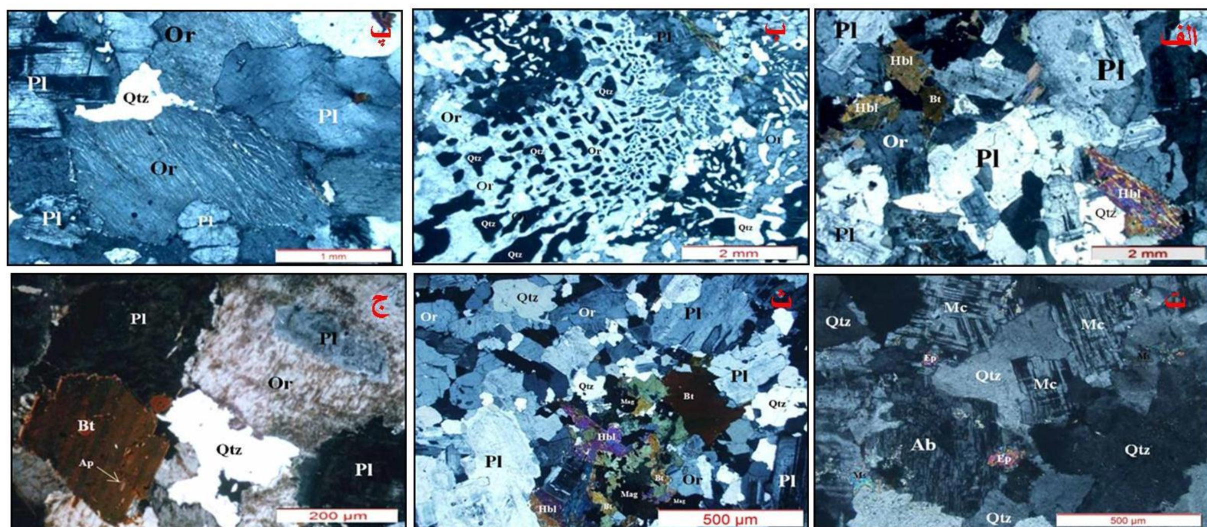
در جدول ۱ رده‌بندی مودال سنگ‌های آذرین مورد بررسی آورده شده است. سنگ‌نگاری توده مونزوگرانیتی امین‌آباد نشان می‌دهد که این توده دارای بافت دانه‌ای ریزدانه تا متوسط دانه و گاهی پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، گرانوفیری، پرتیت و پادراپاکیوی است. در نمونه‌های مورد بررسی، کانی‌های اصلی فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شود: فلدسپارهای قلیایی به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ۲۱ تا ۴۴ درصد فراوانی از نوع ارتوکلاز هستند و میکروکلین در آنها بسیار نادر است (شکل ۴ الف). در برخی نمونه‌ها، همرشدی گرانوفیری ارتوکلاز با کوارتز دیده می‌شود (شکل ۴ ب). کوارتز با فراوانی ۲۲ تا ۳۹ درصد، اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. پلاژیوکلازها با فراوانی ۱۶ تا ۴۱ درصد، به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ترکیب الیگوکلاز- آندزین هستند. ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و گاهی دارای تیغه‌هایی از آلبیت است و اغلب تقریباً موازی هم رشد کرده و منجر به تشکیل بافت پرتیت رشته‌ای شده‌اند (شکل ۴ پ). برخی از پلاژیوکلازها لبه واکنشی و آثار خوردگی دارند. بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز گاهی دارای میانبارهایی از بیوتیت، کوارتز، هورنبلند، فلدسپار قلیایی و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز هستند. کانی‌های فرعی آمفیبول شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی ۰٫۱ تا ۴٫۵ درصد، بیوتیت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با فراوانی ۰٫۵ تا ۵٫۵ درصد، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. همچنین کانی‌های ثانوی موجود در این سنگ‌ها شامل کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت و اپیدوت بوده که به ترتیب برآمده از دگرسانی فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند.

جدول۱ نتایج تجزیه مودال نمونه‌های توده‌های نفوذی غرب اردکان.

Px: پیروکسن، Hbl: هورنبلند، Bit: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، A.F : فلدسپار قلیایی، Qrz: کوارتز، opq : کانی کدر و Ap: آپاتیت).

نمونه	شماره نمونه	نوع سنگ	Qtz	A.F	Pl	Bit	Hbl	Px	Ap	Opq	نقاط شمارش شده
امین آباد	AM.1	مونزوگرانیت	۸٫۱	۳۶٫۴	۲۸٫۹	۲٫۹	۳٫۴	-	-	۰٫۳	۸۸۰
	.AM.1	مونزوگرانیت	۳۰٫۹	۲۷٫۴	۳۳٫۸	۳٫۶	۳٫۴	-	-	۰٫۹	۶۹۴
	AM.12	گرانودیوریت	۲۱٫۸	۲۹٫۶	۴۰٫۸	۲٫۱	۳٫۶	-	<۰٫۱	۲٫۳	۸۵۰
	AM.15	سینوگرانیت	۳۸٫۶	۴۴٫۲	۱۵٫۸	۰٫۶	۰٫۱	-	-	۰٫۷	۷۵۰
	AM.18	مونزوگرانیت	۲۸٫۹	۲۱	۳۹٫۴	۵٫۶	۴٫۴	-	<۰٫۱	۰٫۶	۷۸۰
	AM.23	سینوگرانیت	۳۴٫۵	۴۱	۲۰٫۵	۲٫۹	۰٫۹	-	<۰٫۱	۰٫۱	۶۸۰
	AM.27	مونزوگرانیت	۳۳	۳۴	۲۷٫۵	۳٫۸	۰٫۸	-	<۰٫۱	۰٫۸	۷۲۰
	AM.31	مونزوگرانیت	۲۶	۳۳٫۲	۳۵٫۸	۳٫۶	۱	-	-	۰٫۴	۹۰۰
	AM.35	مونزوگرانیت	۳۰٫۴	۲۹٫۴	۳۴٫۳	۲٫۵	۲٫۴	-	-	۰٫۸	۷۹۰
	AM.36	مونزوگرانیت	۲۳٫۴	۳۷٫۵	۳۰٫۱	۴٫۹	۴٫۲	-	<۰٫۱	۰٫۸	۸۲۰
	AM.37	مونزوگرانیت	۳۱	۴۴	۲۲	۲٫۵	۰٫۱	-	-	۰٫۴	۸۰۰
	AM.38	مونزوگرانیت	۳۲٫۵	۲۵	۳۴	۳٫۶	۴٫۳	-	-	۰٫۶	۸۱۵
	AM.44	مونزوگرانیت	۲۹٫۵	۲۲٫۲	۴۱٫۳	۳٫۸	۱٫۸	-	<۰٫۱	۱٫۴	۶۵۰
ارجنان	EJ.3	گرانودیوریت	۱۹٫۵	۱۵٫۵	۵۶٫۹	۲٫۶	۴٫۱	-	<۰٫۱	۱٫۳	۶۱۰
	EJ.4	گرانودیوریت	۲۶٫۳	۲۲٫۶	۴۳٫۳	۲٫۳	۴٫۳	-	<۰٫۱	۱٫۲	۷۶۰
	EJ.8	گرانودیوریت	۲۶٫۴	۱۹٫۴	۴۵٫۸	۳٫۲	¼	-	<۰٫۱	۱	۵۹۰
	EJ.16	گرانودیوریت	۲۱	۱۷٫۴	۵۲	۳٫۱	۴٫۸	-	<۰٫۱	۱٫۶	۷۱۰
	EJ.17	مونزوگرانیت	۲۷٫۳	۳۵٫۲	۲۹٫۶	۳٫۲	۴٫۱	-	<۰٫۱	۰٫۵	۸۴۰
	EJ.22	گرانودیوریت	۲۸٫۲	۲۰٫۹	۴۱٫۹	۳٫۳	۵٫۲	-	-	۰٫۵	۶۸۰
	EJ.24	گرانودیوریت	۲۴٫۵	۲۴	۴۵٫۷	۱٫۹	۳٫۳	-	<۰٫۱	۰٫۵	۶۴۰
	EJ.28	گرانودیوریت	۲۵٫۱	۱۹٫۸	۴۶٫۵	۲٫۹	۴٫۷	-	-	۲	۶۷۰
برونبوم ها	AM.10	کوارتز مونزودیوریت	۱۱٫۲	۱۳٫۷	۵۰٫۵	۵٫۵	۷٫۶	۸٫۸	<۰٫۱	۲٫۶	۶۰۰
	EJ.30	کوارتز مونزودیوریت	۱۰٫۴	۱۰٫۶	۶۹	۶٫۶	۱٫۸	۸٫۵	<0.1	2.4	۶۷۰

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]



شکل۴ الف) بافت دانه‌ای و هورنبلند اسکلتی و گردشده در توده مونزوگرانیت امین‌آباد، (در نور قطبیده متقاطع، Xpl)، ب) بافت گرافیکی در توده مونزوگرانیت امین‌آباد (Xpl)، پ) پرتیت رشته‌ای، همراه با کوارتز و پلاژیوکلاز در توده امین‌آباد، ت) بافت دانه‌ای همراه با درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت صفحه شطرنجی درتوده ارجنان، ث) هورنبلند و بیوتیت همراه با کانی‌های فلسی در ارجنان، ج) درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت در توده گرانیتوئیدی ارجنان.

در توده نفوذی ارجنان بافت‌های دانه‌ای، پورفیری (با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز)، میرمکیتی و گرافیکی دیده می‌شوند (شکل ۴ت). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با تیغه‌های ماکل تکراری نامنظم و گاهی با حالت گوه‌ای‌شکل و بافت صفحه شطرنجی با فراوانی ۴۷ درصد هستند. کوارتزهای ریز تا درشت بلور و بیشتر بی‌شکل تا ۲۴ درصد و ارتوکلازهای درشت تا ریزدانه و بیشتر نیمه‌کل‌دار با ماکل کارلسباد گاهی با همرشدی کوارتز تا ۲۰ درصد حضور دارند. کانی‌های فرعی هورنبلندهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی حدود ۴/۵ درصد (شکل ۴ ث). بیوتیت‌های نیمه شکل‌دار تا بی شکل با فراوانی تا ۳ درصد (شکل ۴ ج)، اسفن اولیه و ثانویه، آپاتیت، زیرکن‌ها و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های ثانوی شامل سریسیت، کانی‌های رسی، اسفن و کلریت هستند.

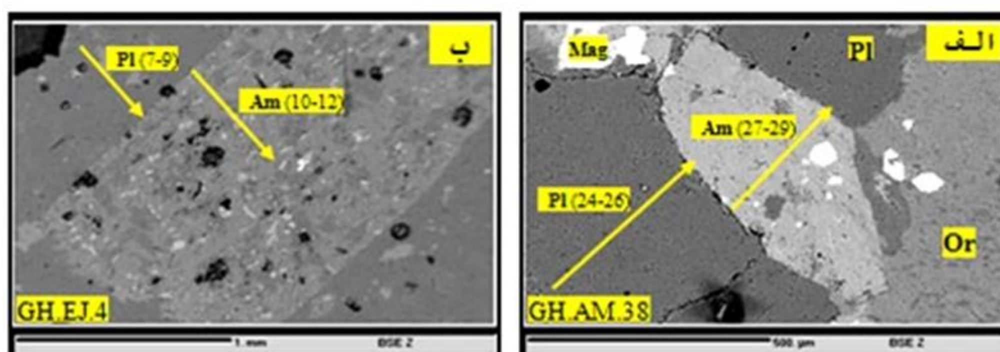
شیمی کانی‌های مورد بررسی

آمفیبول

ساختار کانی آمفیبول، سیلیکات دو زنجیره‌ای بوده که دارای ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوعی است و در گستره وسیعی از انواع سنگ‌ها با شرایط دما و فشار مختلف حضور دارد [۱۳]. در بهنجارکردن آمفیبول‌ها برای تعیین دما از روش ۱۳ کاتیون و برای محاسبه فرمول ساختاری و فشار از روش ۲۳ اکسیژن استفاده شد. نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در جدول ۲ ارائه گردیده است. در شکل ۵، تصاویر الکترون‌های پس پراکنده (BSE) از آمفیبول‌ها آورده شده است. براساس نمودار مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si [۱۲]، آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های ماگمایی قرار دارند (شکل ۶ الف). در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها، ترکیب شیمیایی همه آمفیبول‌ها در گروه کلسیمی (شکل ۶ ب) و بر پایه مشخصه‌های شیمیایی $(Na+Ca)_B \geq 1$، $(Na+K)_A < 0.50$، $Ca_A > 1.5$ و $Si > 6.5$ و نیز $Ca > 0.5$، $(Na+Ca)_A \geq 0.5$ و $Ti < 0.50$ برخی در گستره منیزیو-هورنبلند و برخی در گستره فرو-هورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ) که شاخص گرانیت‌های نوع I هستند [۱۴]. از آنجا که مقدار Al کل در آمفیبول‌ها تابع فشار طی تشکیل این فاز است، در اینجا از مقدار Al در درشت بلورهای آمفیبول برای محاسبه فشار در زمان تبلور استفاده شد. یکی از روش‌های محاسبه فشار تبلور توده‌های گرانیتوئیدی، روش مرجع [۱۵] است (شکل ۶ پ):

$$P\,[\pm 0.6\text{kbar}] = -3.01 + 4.76\,Al^T - \{(T\,[^\circ C] - 675)/85\} \times \{0.53Al^T + 0.005294 \times (T\,[^\circ C] - 675)\} \quad r^2 = 0.99 \qquad (۱)$$

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

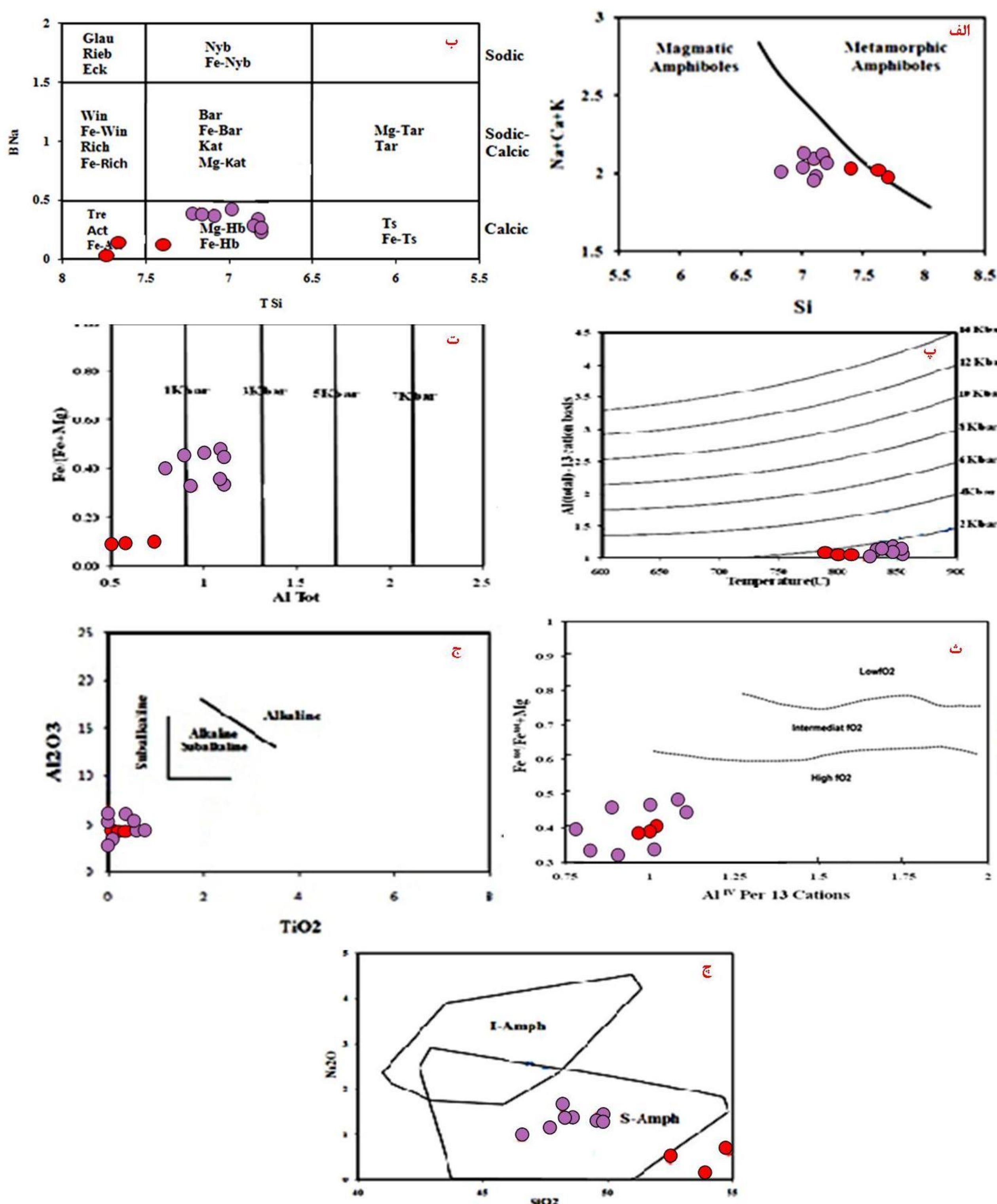


شکل ۵ تصاویر BSE از الف) آمفیبول شکل‌دار همزیست با پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد، ب) آمفیبول با ترکیب منیزیوهورنبلند و ترمولیت- اکتینولیت با ماکل کارلسباد و در تعادل با پلاژیوکلاز در گرانودیوریت ارجنان.

جدول۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول ارجنان و امین اباد (بر اساس ۲۳ اکسیژن) (Tre: ترمولیت، Mg-Hb: منگنزیوهورنبلند، C: مرکز، M : میانه، R: لبه و Ede: اندزیت).

نمونه	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.38	AM.38	AM.38	EJ.4	EJ.4	EJ.4
موقعیت	2/32/R	2/33/M	2/34/C	2/35/M	2/36/R	4/27/R	4/28/C	4/29/R	2/10/R	2/11/M	2/12/C
SiO2	۴۹٫۷۱	۴۷٫۶۵	۴۶٫۵۳	۴۷٫۰۹	۴۸٫۵۱	۴۹٫۵۴	۴۸٫۱۷	۴۹٫۵۷	۵۴٫۸۵	۵۳٫۹۵	۵۲٫۴۹
TiO2	۰٫۷۵۰	۱٫۱۳۰	۰٫۳۷۰	۱٫۲۳۰	۰٫۵۶۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۶۰
Al2O3	۴٫۶۵۰	۶٫۵۱۰	۶٫۲۷۰	۵٫۸۵۰	۵٫۱۲۰	۵٫۵۱۰	۶٫۵۲۰	۵٫۵۶۰	۲٫۸۲۰	۳٫۴۵۰	۴٫۴۳۰
FeO	۱۶٫۱۱	۱۸٫۲۱	۱۹٫۴۳	۱۸٫۹۸	۱۸٫۱۵	۱۳٫۴۳	۱۳٫۶۴	۱۳٫۳۷	۳٫۹۲۰	۳٫۸۱۰	۳٫۷۶۰
MnO	۰٫۷۶۰	۱٫۰۱۰	۰٫۸۱۰	۰٫۹۱۰	۱٫۱۳۰	۰٫۴۷۰	۰٫۴۹۰	۰٫۴۹۰	۰٫۰۴۰	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۰
MgO	۱۳٫۲۳	۱۲٫۳۴	۱۱٫۷۸	۱۲٫۰۶	۱۱٫۹۷	۱۴٫۸۰	۱۴٫۶۹	۱۵٫۴۹	۲۱٫۱۶	۱۹٫۷۷	۲۰٫۹۹
CaO	۱۱٫۲۳	۱۰٫۷۴	۱۱٫۴۷	۱۱٫۰۱	۹٫۶۸	۱۱٫۷۱	۱۱٫۵۷	۱۱٫۴۳	۱۳٫۲۳	۱۲٫۸۹	۱۲٫۸۳
Na2O	۱٫۳۹	۱٫۱۰	۰٫۹۲	۱٫۲۱	۱٫۳۳	۱٫۴۲	۱٫۵۵	۱٫۴۳۰	۰٫۵۸۰	۰٫۱۳۰	۰٫۴۱۰
K2O	۰٫۵۱	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۶۳	۰٫۷۷	۰٫۵۳۰	۰٫۲۶۰	۰٫۰۵۰	۰٫۱۴۰
Total	۹۸٫۹۳	۱۰۰٫۳۶	۹۹٫۲۰	۹۹٫۹۰	۹۸٫۰۷	۹۸٫۰۲	۹۸٫۶۸	۹۸٫۶۸	۹۶٫۹۰	۹۴٫۱۵	۹۵٫۶۰
کاتیون ها بر پایه ۲۳ اکسیژن											
Si	۷٫۲۱	۶٫۸۳	۶٫۸۲	۶٫۸۴	۷٫۰۹	۷٫۱۸	۶٫۹۹	۷٫۱۰	۷٫۶۶	۷٫۷۲	۷٫۴۰
AlIV	۰٫۷۹	۱٫۱۰	۱٫۰۸	۱٫۰۰	۰٫۸۸	۰٫۸۲	۱٫۰۱	۰٫۹۰	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۶۰
AlVI	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۱۳	۰٫۳۰	۰٫۱۳
AlT	۰٫۸۰	۱٫۱۰	۱٫۰۸	۱٫۰۰	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۱٫۱۲	۰٫۹۳	۰٫۴۷	۰٫۵۸	۰٫۷۳
Ti	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Fe+3	۰٫۶۴	۱٫۳۰	۱٫۲۴	۱٫۲۰	۱٫۳۳	۰٫۵۵	۰٫۷۳	۰٫۸۷	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۴۴
Fe+2	۱٫۳۲	۰٫۸۹	۱٫۱۴	۱٫۱۰	۰٫۸۹	۱٫۰۷	۰٫۹۳	۰٫۷۳	۰٫۴۲	۰٫۴۶	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۲٫۸۶	۲٫۶۴	۲٫۵۷	۲٫۶۱	۲٫۶۱	۳٫۲۰	۳٫۱۸	۳٫۳۱	۴٫۴۱	۴٫۲۲	۴٫۴۱
Ca	۱٫۷۵	۱٫۶۵	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۱٫۵۲	۱٫۸۲	۱٫۸۰	۱٫۷۵	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۴
Na	۰٫۳۹	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۱۶	۰٫۰۴	۰٫۱۱
K	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۳
SUM	۱۵٫۲۳	۱۵٫۰۴	۱۵٫۱۵	۱۵٫۱۴	۱۵٫۹۷	۱۵٫۳۳	۱۵٫۳۸	۱۵٫۲۵	۱۵٫۱۸	۱۵٫۰۱	۱۵٫۰۸
(Na+Ca)B	۲٫۰۰	۱٫۹۶	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۸۹	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
Na B	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۲۰	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶
(Na+K) A	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۲۵	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۰۸
Mg/(Mg+Fe+2)	۰٫۶۸	۰٫۷۵	۰٫۶۹	۰٫۷۰	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۷	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۱٫۰۰
Fe+3/(Fe+3+AlVI)	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۰٫۷۷
نام	Mg-Hb	Mg-Hb	Fe-Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Tre	Tre	Mg-Hb

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]



شکل ۶ الف و ب) جایابی داده‌های آمفیبول توده هامانه در نمودارهای تعیین ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها [۱۶]، پ) نمودار فشار نسبت به AlT [۱۷] برای تعیین گستره دمایی تشکیل آمفیبول،ت) نمودار دما نسبت به AlT [۱۵] برای محاسبه فشار تشکیل آمفیبول، ث: نمودارAlIV نسبت به (FeT+Mg/FeoT [۱۵] برای تعیین جایگاه آمفیبول،ج) جایگاه زمین‌ساختی آمفیبول‌های مورد بررسی، چ: جایگاه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها(I-Amph : آمفیبول درون صفحه‌ای S-Amph: آمفیبول وابسته به مناطق فرورانش).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

این روش کمترین خطا را نسبت به روش‌های دیگر دارد. توده‌های گرانیتوئیدی غرب اردکان میانگین گستره فشار ۰/۵ تا ۴/۳ کیلوبار را نشان می‌دهند. برای محاسبه دما از نمودار فشار نسبت به Al^T [۱۸] استفاده شد (شکل۶ پ). سنگ‌های منطقه گستره دمایی۵۳۰ تا ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. پس از محاسبه فشار بر اساس روش‌های مختلف و جایگذاری در رابطه (۱)، دمای تبلور هورنبلندهای توده‌های غرب یزد به‌طور میانگین ۵۳۰ تا ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد بدست می‌آید. میانگین دمای به دست آمده از لبه هورنبلند این توده‌ها، ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد و دمای مرکز هورنبلند حدود ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد است. در دو دهه گذشته از فشارسنج آلومینیوم در هورنبلند به‌طور گسترده برای محاسبه عمق تبلور ماگما، عمق جایگیری ژرف سنگ یا عمق جایگیری ماگما در پوسته استفاده شده‌است [۱۹]. با توجه به میانگین فشارهای به دست آمده، عمق تشکیل توده‌های نفوذی غرب اردکان بر اساس چگالی سنگ‌های پوسته قاره‌ای (۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب) بین ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتر متغیّر است. همچنین نمونه‌ها براساس شکل ۶ث در گستره با گریزندگی بالای اکسیژن (Fe# کمتر از ۰/۵) قرار می‌گیرند. برای محاسبه کمی مقدار گریزندگی اکسیژن از رابطه زیر استفاده گردید [۲۰] :

$$\text{Log } fO_2 = -30930 / T + 14.98 + 0.142 (P-1) / T \quad (۲)$$

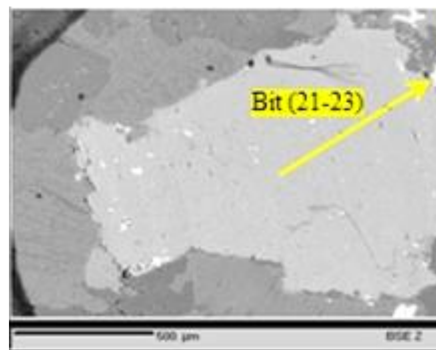
مقدار گریزندگی اکسیژن توده‌های غرب اردکان بالا و از ۱۰/۷- تا ۱۴/۱۳bar- متغیّر است که با ماهیت آهکی قلیایی توده‌های نفوذی منطقه و شکل‌گیری آنها در محیط فرورانش همخوانی دارد [۲۱].

بسیاری از توده‌های نفوذی در ارتباط با قوس در گریزندگی بالای اکسیژن، هستند در حالیکه توده‌های نفوذی غیرکوهزایی اغلب در گریزندگی پایین اکسیژن متبلور می‌شوند. برای تعیین خاستگاه و محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین می‌توان از ترکیب آمفیبول‌ها استفاده نمود. به باور بسیاری از پژوهشگران، حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانگر وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است، زیرا مقدار CaO درگرانیتوئیدهای نوع I زیاد است و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود [۱۴، ۲۲]. در نمودارهای دو متغیره TiO_2 نسبت به Na_2O، Al_2O_3، MgO و K_2O (شکل ۶ ج)، بیشتر آمفیبول‌های موجود در توده‌های غرب اردکان در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند؛ بر اساس نمودارهای مختلف Na_2O و TiO_2 نسبت به SiO_2 [۱۵] آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب اردکان در گستره زمین‌ساختی‌ماگمایی وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند (شکل ۶ چ). مرز جدایش محیط زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها مقدار Al^{IV}=1.5 در نظر گرفته شده به طوری که مقدار بیش از ۱/۵ به آمفیبول‌هایی وابسته‌اند که در محیط‌های زمین‌ساختی جزایر قوسی و در فشارهای حدود ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند و مقدار پایین‌تر از ۱/۵ نشانگر آمفیبول‌هایی است که در کرانه‌های فعال قاره‌ای و در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار تشکیل گردیده‌اند [۲۳]. آمفیبول‌های مورد بررسی با توجه به مقدار Al^{IV} پایین‌تر از ۱/۵ (جدول ۲) و نمودارهای مختلف رده‌بندی زمین‌ساختی ماگمایی در گستره کرانه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار دارند. از سویی، برای شناسایی خاستگاه ماگما عدد منیزیم (Mg#) در هورنبلند، برای توده امین آباد و ارجنان، به ترتیب ۰/۷۴، ۰/۹۴ بوده که بیانگر بر خاستگاه گوشته‌ای است [۲۴] (جدول ۲).

بیوتیت

کاتیون‌های Fe، Mg و Al درکانی بیوتیت به فرآیندهای ماگمایی حساس هستند؛ از این رو از کانی بیوتیت در بررسی سنگ‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود [۲۵،۲۶]. تصویر الکترون‌های پس پراکند (BSE) نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بین‌دانه‌ای (شکل ۷) و در تعادل با کانی‌های آمفیبول، کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و مگنتیت هستند. برخی از بیوتیت‌ها در راستای رخ‌ها و لبه، آثار دگرسانی به کلریت نشان می‌دهند. نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌ها پس از تفکیک مقادیر Fe^{2+} وFe^{3+} بر اساس روش پیشنهادی مرجع [۲۷] و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه روش ۲۴ اکسیژن در جدول ۳ ارائه شده‌است. جایابی داده‌های تجزیه شیمی بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار سه‌تایی $FeO+MnO- MgO-TiO_2$ [۲۸] نشان می‌دهد که اغلب بیوتیت‌ها در گستره A و در مرز گستره‌های بیوتیت‌های اولیه ناشی از تبلور ماگمایی هستند (شکل۸ الف). همچنین در بیوتیت‌های ماگمایی $Al^{VI}<1$ (بر اساس ۲۴ اکسیژن) است. در بیوتیت‌های مورد بررسی این عدد ۰/۰۳۷ تا ۰/۲۹۹ بوده که تایید کننده ماهیت ماگمایی این کانی است (جدول۳). از این نمودار به ویژه می‌توان برای تشخیص پرآلومین (با توجه به

مقدار Al) و حالت اکسایش و یا کاهش (با توجه به مقدار Fe/(Fe+Mg) سنگ میزبان بیوتیت کمک گرفت. چهارضلعی ASPE بر اساس مقدار Al و Fe/Fe+Mg میکاها به کار می‌رود (شکل ۸). در شکل ۸ ب [۲۹] همه میکاهای مورد بررسی با داشتن Fe/(Fe+Mg) بیشتر از ۰٫۳۳ (۰٫۵۵- ۰٫۴۱) در رده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب). این نمونه ها از نوع منیزیوبیوتیت هستند (شکل ۸ پ). بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب اردکان دارای مقدار تقریباً برابر سیلیس (۵٫۳ تا ۵٫۷) در ترکیب خود هستند که این بیانگر خویشاوندی این توده‌ها و شباهت آشکار فرآیندهای ماگمایی سازنده سنگ‌های این توده‌هاست. این بیوتیت‌ها به دلیل غنی بودن از منیزیم، در شرایط اکسایشی تشکیل شده‌اند (شکل ۷ ت). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مادر، گریزندگی اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه گرانیت‌هاست. برجسته‌ترین ویژگی ترکیبی بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی، نمونه‌ها در بالای خط ۱:۱ است که بیانگر جذب بیشتر آلومینیم در شبکه بیوتیت‌ها بوده و این توده گرانیتوئیدی از یک والد ماگمایی به عبارتی نوع I بوجود آمده است (شکل ۸ ث) [۳۰]. در نمودار مثلثی MgO-FeO-Al_2O_3 [۳۱]، نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های متاآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸ ج). در نمودار مرجع [۳۲] بر اساس تغییرات نسبت Fe/(Mg+Fe) نسبت به Al^{IV}، اغلب بیوتیت‌ها در گستره‌های گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۸ چ).

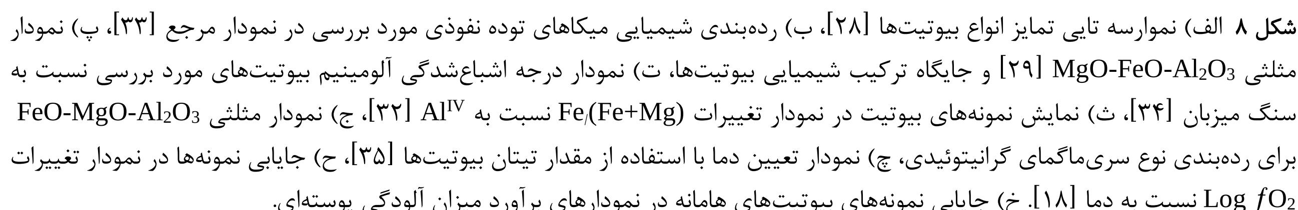


شکل ۷ تصاویر الکترون‌های پس پراکنده (BSE) از بیوتیت توده‌ی نفوذی امین آباد.

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌ها بر اساس روش پیشنهادی مرجع [۲۷] و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه روش ۲۴ اکسیژن .

نمونه	EJ.4		AM.38			AM.35					
موقعیت	3/5/R	3/6/C	2/23/ R	2/22/M	2/21/C	Feb-37	Feb-38	Feb-39	Feb-40	Feb-41	Feb-42
SiO_2	۳۵٫۱۲	۳۴٫۷۱	۳۷٫۹۱	۳۸٫۲۴	۳۸٫۶۷	۳۶٫۵۲	۳۴٫۱	۳۶٫۲۳	۳۵٫۹۵	۳۷٫۱۲	۳۶٫۴۱
TiO_2	۴٫۸۷	۴٫۶۲	۳٫۰۹	۴٫۰۷	۳٫۱۷	۴٫۵۱	۳٫۳۸	۴٫۴۵	۳٫۸۶	۵٫۱۳	۴٫۴۹
Al_2O_3	۱۵٫۱۱	۱۶٫۳۶	۱۳٫۰۹	۱۳٫۰۸	۱۳٫۰۵	۱۳٫۸۵	۱۴٫۵۱	۱۳٫۵۷	۱۴٫۴۶	۱۳٫۵۶	۱۳٫۷۷
FeO	۱۸٫۵۸	۱۹٫۱۴	۱۷٫۶۱	۱۷٫۱۸	۱۶٫۶۴	۱۹٫۶۷	۲۱٫۱۲	۱۸٫۷۵	۲۰٫۸۲	۱۷٫۸۵	۱۹٫۴۳
MnO	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱	۰٫۲۴
MgO	۱۱٫۷۵	۱۱٫۵۷	۱۳٫۰۲	۱۴٫۱	۱۴٫۲۸	۱۲٫۳۵	۱۲٫۹۱	۱۲٫۰۳	۱۲٫۷۶	۱۲٫۳۶	۱۲٫۳۱
CaO	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰	۰
Na_2O	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۲
K_2O	۱۰٫۱۲	۱۰٫۲۸	۱۰٫۳۹	۱۰٫۵۱	۱۰٫۴۴	۱۱٫۴۲	۹٫۷۶	۱۱٫۵۱	۹٫۲۳	۱۲٫۰۱	۱۱٫۴۹
مجموع	۹۶٫۰۶	۹۷٫۱۷	۹۵٫۵۳	۹۷٫۵۲	۹۶٫۶۱	۹۸٫۷۲	۹۶٫۱۶	۹۶٫۸۶	۹۸٫۲۵	۹۸٫۲۹	۹۸٫۲۶
Si	۵٫۳۵۶	۵٫۲۴۷	۵٫۷۶۱	۵٫۶۷۹	۵٫۷۷۳	۵٫۴۷۳	۵٫۲۶۸	۵٫۵۲۰	۵٫۳۶۲	۵٫۵۴۹	۵٫۴۸۰
Al^{IV}	۲٫۶۴۴	۲٫۷۵۳	۲٫۲۳۹	۲٫۲۹۰	۲٫۲۲۷	۲٫۴۴۶	۲٫۶۴۲	۲٫۴۳۷	۲٫۵۴۲	۲٫۳۸۹	۲٫۴۴۳
Al^{VI}	۰٫۰۷۳	۰٫۱۶۲	۰٫۱۰۶	۰	۰٫۰۶۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al^T	۲٫۷۱۶	۲٫۹۱۵	۲٫۳۴۵	۲٫۲۹۱	۲٫۲۹۶	۲٫۴۴۶	۲٫۶۴۲	۲٫۴۲۷	۲٫۵۴۲	۲٫۳۸۹	۲٫۴۴۳
Ti	۰٫۵۵۹	۰٫۵۲۵	۰٫۳۵۳	۰٫۴۵۵	۰٫۳۵۶	۰٫۵۰۸	۰٫۳۹۳	۰٫۵۱	۰٫۴۳۳	۰٫۵۷۷	۰٫۵۰۸
Fe	۲٫۳۷۱	۲٫۴۲۱	۲٫۲۳۸	۲٫۱۳۴	۲٫۰۷۸	۲٫۴۶۵	۲٫۷۲۹	۲٫۳۸۹	۲٫۵۹۷	۲٫۲۳۲	۲٫۴۴۶
Mn	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۷	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۷	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۱
Mg	۲٫۶۷۱	۲٫۶۰۷	۲٫۹۵۱	۳٫۱۲۲	۳٫۱۷۸	۲٫۷۵۹	۲٫۹۷۳	۲٫۷۳۲	۲٫۸۳۷	۲٫۷۵۴	۲٫۷۶۲
Ca	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰	۰
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۵۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۵
K	۱٫۹۶۹	۱٫۹۸۲	۲٫۰۱۴	۱٫۹۹۱	۱٫۹۸۸	۱٫۱۸۳	۱٫۹۲۳	۱٫۲۳۷	۱٫۷۵۶	۲٫۲۹	۲٫۲۰۶
SUM	۲۲٫۴۴	۲۲٫۶۹	۲۲٫۰۹	۲۲٫۰۲	۲۲٫۰۳	۲۲٫۳۵	۲۲٫۶۴	۲۲٫۳۲	۲۲٫۶۱	۲۲٫۲۴	۲۲٫۳۵
Y_{Total}	۸٫۴۳۴	۸٫۶۷۷	۸٫۰۱۸	۸٫۰۲۵	۸٫۰۰۵	۸٫۲۱۴	۸٫۷۶۹	۸٫۰۹۶	۸٫۸۹۵	۸٫۹۶۴	۸٫۱۹
X_{Total}	۲٫۰۰۸	۲٫۰۱۷	۲٫۰۷۵	۲٫۰۲۸	۲٫۰۲۷	۲٫۲۱۶	۱٫۹۵۷	۲٫۲۶۵	۱٫۸۰۸	۲٫۳۳۳	۲٫۲۴۱
Al_{Total}	۲٫۷۱۶	۲٫۹۱۵	۲٫۳۴۵	۲٫۲۹۱	۲٫۲۹۶	۲٫۴۴۶	۲٫۶۴۲	۲٫۴۳۷	۲٫۵۴۲	۲٫۳۸۹	۲٫۴۴۳
Fe/Fe+Mg	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۴۷
Mn/Mn+Fe	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۲
Mg#	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۶	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۵۳

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]



شکل ۸ الف) نموارسه تایی تمایز انواع بیوتیت‌ها [۲۸]، ب) رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد بررسی در نمودار مرجع [۳۳]، پ) نمودار مثلثی $MgO\text{-}FeO\text{-}Al_2O_3$ [۲۹] و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها، ت) نمودار درجه اشباع‌شدگی آلومینیم بیوتیت‌های مورد بررسی نسبت به سنگ میزبان [۳۴]، ث) نمایش نمونه‌های بیوتیت در نمودار تغییرات $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Al^{IV} [۳۲]، ج) نمودار مثلثی $FeO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3$ برای رده‌بندی نوع سری‌ماگمای گرانیتوئیدی، چ) نمودار تعیین دما با استفاده از مقدار تیتان بیوتیت‌ها [۳۵]، ح) جایابی نمونه‌ها در نمودار تغییرات $Log\ fO_2$ نسبت به دما [۱۸]. خ) جایابی نمونه‌های بیوتیت‌های هامانه در نمودارهای برآورد میزان آلودگی پوسته‌ای.

در نمودار مرجع [۲۸]، ترکیب بیوتیت‌ها گستره گرانیتوئیدی آهکی قلیایی را نشان می‌دهد (شکل ۸ ح). در نمودار Ti نسبت به $Mg/(Mg+Fe)$، بیوتیت‌های مورد بررسی دمای ۶۵۰ تا۷۳۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۸ ح). گریزندگی اکسیژن این بیوتیت‌ها 10^{-11} تا 10^{-14} بار برآورد می‌شود (شکل ۸ خ). این بیوتیت‌ها مقادیری از آلودگی پوسته‌ای در گرانیت‌ها نشان می‌دهند (شکل ۸ خ). بررسی داده‌های تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که مقدار میانگین عدد منیزیم $(Mg^{\#}= Mg/Mg+Fe)$ از مرکز به سمت لبه از ۰٫۵۱ به ۰٫۴۹ کاهش می‌یابد که با روند تبلور ماگما همخوانی دارد؛ زیرا با پیشرفت تبلور به دلیل شرکت عنصر منیزیم در ساختار کانی‌های زود تشکیل شده، از مقدار آن در ماگما کم شده و آهن جای منیزیم را در ترکیب کانی می‌گیرد.

فلدسپار

به منظور بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی-شیمیایی در محیط تشکیل فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدهای غرب یزد، تعداد ۲۴ نقطه از نمونه‌های فلدسپار این توده‌ها تجزیه ریزپردازشی شدند و داده ها پس از محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اکسیژن در جدول ۴ ارائه شده‌است. نتایج نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای مونزوگرانیت امین‌آباد از An_{16} تا An_{47}، گرانودیوریت ارجنان از An_{27} تا An_{37}، و ترکیب فلدسپارهای قلیایی مونزوگرانیت امین‌آباد از Or_{85} تا Or_{98} متغیّر است (جدول ۴). بررسی ترکیب شیمیایی لبه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها از مرکز به لبه در مونزوگرانیت امین‌آباد از An_{21} به An_{26}، و در گرانودیوریت ارجنان از

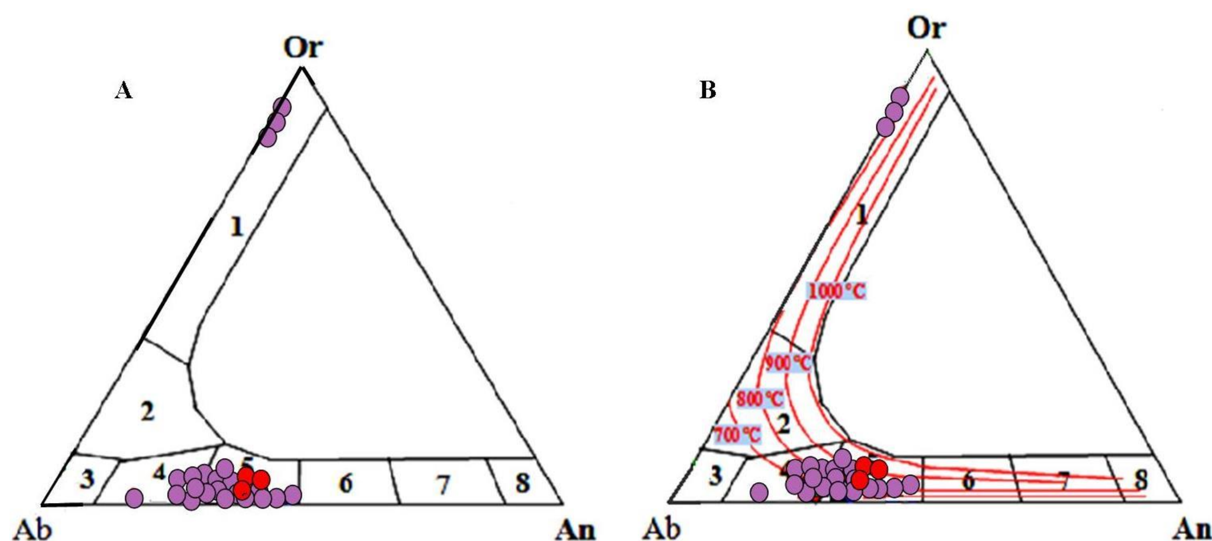
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

An_{31}به An_{27}، تغییر می‌کند. در توده‌ی گرانیتوئیدی امین‌آباد، پلاژیوکلازها در لبه نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری بوده و کلسیمی‌تر هستند. از این رو، آنها منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس دارند که گویای برقرار نبودن تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی چون اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلاژیوکلازهاست. تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز- آندزین در مونزوگرانیت‌های امین‌آباد امری عادی است و با جدایش ماگمایی همخوانی دارد. در نمودار سه متغیره An–Ab–Or [۴] ترکیب فلدسپارهای قلیایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه در گستره سانیدین (ارتوکلاز) قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف). این گروه از فلدسپارها بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری از جنس ارتوکلاز و به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند. بر پایه شکل ۹ ب [۳۶]، دمای توده‌های گرانیتوئیدی غرب اردکان در گستره ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

جدول۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب اردکان (بر اساس ۸ اکسیژن). Mg-bit : منگزیوبیوتیت، C: مرکز، Mک میانه، R: لبه.

نمونه	موقعیت	کاتیون ها بر پایه ۸ اکسیژن						Or	Ab	An
		i	l	a	a	K	m			
AM.35	**2\26**	**۲٫۶**	**۱**	۰	۰٫۱	۲٫۶	۶٫۲	۹۷٫۴	2.6	0
AM.35	**2\27**	۲٫۶	۱	۰	۰٫۱	۲٫۶	۶٫۲	۹۷٫۷	2.3	0
AM.35	**2\28**	۲٫۶	۱	۰	۰٫۱	۲٫۶	۶٫۲	۹۶٫۸	3.1	0.1
AM.35	**2\29**	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۸	۱	۰	۵٫۵	۱٫۶	55.1	43.3
AM.35	**2\30**	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۶	۱٫۲	۰	۵٫۶	۲٫۲	۶۴٫۴	۳۳٫۴
AM.35	**2\31**	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۶	۱٫۱	۰٫۱	۵٫۶	۴٫۷	۶۰٫۹	۳۴٫۴
AM.35	**3\43**	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۷	۱٫۱	۰	۵٫۶	۲٫۳	۵۹٫۷	۳۷٫۹
AM.35	**3\44**	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۸	۱	۰	۵٫۶	۲٫۶	۵۶٫۶	۴۰٫۸
AM.35	**3\45**	۲٫۲	۱٫۵	۰٫۸	۰٫۹	۰	۵٫۵	۲٫۲	۵۱٫۳	۴۶٫۵
AM.35	**3\46**	۲٫۵	۱٫۲	۰٫۴	۱٫۳	۰٫۱	۵٫۶	۵٫۱	۷۱٫۱	۲۳٫۸
AM.35	**3\47**	۲٫۲	۱٫۵	۰٫۸	۰٫۹	۰	۵٫۵	۲٫۴	۵۱٫۸	۴۵٫۸
AM.35	**3\48**	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۵	۱٫۳	۰٫۱	۵٫۶	۵٫۴	۶۸٫۶	۲۶
AM.38	**1/13/R**	۲٫۶	۱	۰	۰٫۳	۲٫۶	۶٫۴	۹۰٫۹	۹٫۱	۰
AM.38	**1/14/M**	۲٫۶	۰٫۹	۰	۰٫۴	۲٫۳	۶٫۳	۸۴٫۶	۱۵٫۱	۰٫۳
AM.38	**1/15/R**	۲٫۶	۱	۰	۰٫۴	۲٫۴	۵٫۳	۸۷	۱۲٫۹	۰٫۲
AM.38	**1/16/R**	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۵	۱٫۳	۰٫۱	۵٫۶	۳۷٫۷	۷۱٫۳	۲۵
AM.38	**1/17/M**	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۵	۱٫۴	۰	۵٫۶	۲٫۵	۷۳	۲۴٫۶
AM.38	**1/18/C**	۲٫۵	۱٫۲	۰٫۳	۱٫۶	۰	5.7	۲٫۴	۸۱٫۶	۱۶
AM.38	**4/24/C**	۲٫۵	۱٫۲	۰٫۴	۱٫۵	۰٫۱	۵٫۶	۲٫۷	۷۶٫۶	۲۰٫۷
AM.38	**4/25/M**	۲٫۵	۱٫۳	۰٫۴	۱٫۴	۰٫۱	۵٫۶	۳٫۹	۷۲٫۲	۲۳٫۹
AM.38	**4/26/R**	2.4	1.3	۰٫۵	۱٫۳	۰٫۱	۵٫۶	۳٫۵	۷۰٫۸	۲۵٫۸
EJ.4	**2/7/C**	2.3	1.4	۰٫۷	۱	۰٫۱	۵٫۵	۵	۵۸	۳۷
EJ.4	**2/8/M**	2.4	1.3	۰٫۶	۱٫۱	۰٫۱	۵٫۵	۵٫۸	۶۲٫۸	۳۱٫۴
EJ.4	**2/9/R**	2.4	1.4	۰٫۵	۱٫۳	۰	۵٫۶	۱٫۶	۷۱	۲۷٫۴

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]



شکل ۹ الف) موقعیت فلدسپارهای هامانه در نمودار سه متغیره An- Ab-Or [۴]، ب) برآورد دمای تشکیل فلدسپارها در نمودار سه متغیره Or-An-Ab همراه با همدماهای سولوس [۳۶].

برداشت

توده‌های نفوذی غرب اردکان، امین اباد و ارجنان، با رخنمون‌های پراکنده و رنگ روشن در بخش میانی پهنه ایران مرکزی قرار دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرعی بیوتیت و آمفیبول دیده می‌شوند. بررسی شیمی آمفیبول‌ها بیانگر حضور آمفیبول ماگمایی نوع کلسیمی با ماهیت شبیه گرانیت‌های نوع I است که در فشاری معادل ۰٫۵تا ۴٫۳ کیلوبار و دمای۷۳۰ تا۸۹۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. این آمفیبول‌ها گریزندگی اکسیژن بالا از ۱۰٫۷- تا (bars) ۱۴٫۱۳- دارند که با ماهیت آهکی قلیایی توده‌های نفوذی منطقه و شکل‌گیری آنها در محیط فرورانش همخوانی دارد. مقدار عدد منیزیم (#Mg) در هورنبلند، خاستگاه گوشته‌ای را تایید می‌کند.

تجزیه شیمی بیوتیت‌های گرانیتوئیدی غرب اردکان بیانگر حضور میکای ماگمای با ماهیت بین دو قطب آنیت و فلوگویت بوده که در گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن تشکیل شده است. این بیوتیت‌ها در گستره نوع I آهکی قلیایی در ارتباط با فرورانش قرار دارند که در دمای۶۵۰ تا۷۳۰ درجه سانتی‌گراد و گریزندگی اکسیژن 10^{-11} تا 10^{-14} بار تشکیل شده‌اند. با توجه به شیمی بیوتیت‌های مورد بررسی ماگما طی صعود و جایگیری، دچار آلودگی و آلایش مواد پوسته‌ای متوسط تا شدید شده‌است. در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، بلورهای پلاژیوکلازهای An_{16} تا An_{47} با ترکیب شیمیایی الیگوکلاز تا آندزین تشکیل شده‌اند. در این پلاژیوکلازها، لبه نسبت به مرکز دارای مقدار آنورتیت بیشتر و کلسیمی‌تر است و منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس نشان می‌دهد که بیانگر برقرار نبودن تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی چون آمیختگی ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلاژیوکلازهاست.

قدردانی

خداوند بزرگ را سپاس که به من توفیق داد گامی هر چند کوچک در راه تعالی علم و دانش بردارم. برخود لازم می‌دانم از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور بابت بخشی از هزینه‌های تحقیق در قالب طرح پژوهشی و گرانت تشکر نموده و همچنین از سردبیر، هیات تحریریه، داوران محترم و خانم قوامی مسئول دفتر مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران تشکر و سپاس فراوان داشته باشم.

مراجع

[1] Darvishzadeh A., *"Geology of Iran"*, Neda publication, Tehran (1991) 901p.

[2] Alavi M., *"Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution"*. American Journal of Science 304 (2004) pp. 1-20.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

Odenwald (Germany) and Their Implication for the Geotectonic Development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207. https://doi.org/10.1007/s007100170033

[15] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry*", American Mineralogist 80 (1995) pp. 549-559.

[16] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names",* Eurpean Journal Mineralogy. 9, (1997) pp. 623–651.

[17] Schmidt M., *"Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hombelende barmometre",* Contribution Mineral Petrology 110, (1992) pp. 304-310.

[18] Wones D. R., Eugster H. P., *"Stability of biotite experiment, theory, and application",* American Mineralogy 50 (1965) pp.1228-1272.

[19] Moazzen M., Droop G. T. R., *"Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland",* Mineralogy and Ptrology 83 (2005) pp. 27-53.

[20] Anderson J. L., *"Status of thermo-barometry in granitic batholiths",* Earth Science Review 87 (1996) pp. 125-138.

[21] Chappell B. W., White A. J. R., Williams I. S., Wyborn D., *"Low- and high-temperature granites. Trans. Roy. Soc.",* Edinburgh: Earth Sci. (in press).

[22] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle",* Lithos 99 (2007) pp. 68-84.

[23] Zhang C.L., Yu H.F., Ye H.M., Zhao Y., Zhang D.S., *"Aoyitake plagiogranite in western Tarim block, NW China: Age, geochemistry",* petrogenesis and its tectonic implications:Science in China Series D: Earth Sciences, 49(11) (2006) p. 1121–1134.

[24] Abdel- Rahman A. M., *"Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous*

[3] Aftabi A., Atapour H., *"Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran*", Episodes 23 (2000) pp. 119-125.

[4] Moin-Vaziri H., *"An introduction to magmatism in Iran*", Kharazmi University publication. 440pp. (2004) (in Persian).

[5] Hassanzadeh J., Ghazi A. M., Axen G., Guest B., *"Oligomiocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Ira n: evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc*", Geology Society American Abstract Progom. 34 (2002) 331p.

[6] Berberian M., King G. C. P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran.*", Canadian Journal of Earth Sciences 18, pp. 210-265.

[7] Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., *"Late Cretaceous and earlyMiocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran",* Journal of the Geological Society 139 (1982) pp. 605-614.

[8] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) pp. 397-412.

[9] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., *"Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences",* Lithos 106 (2008) pp. 380-398.

[10] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Aj",* Asian Earth Science 24 (2005) pp 405-417.

[11] Hajmolaali A., Ghomashi A., Afsharian A.M., Hadadian M., *"geology map 1/100000 of Khezrabad",* Geological Survey and Mineral Explorationof Iran (1996).

[12] Shabanian N., Davoudian A. R., Dong Y., Liu X., *"U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran*", Precambrian Research, 306:41-60 (2018). https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037.

[13] Esawi E. K., *"AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the international mineralogical Association*", Computers Geosciences 30 (2004) pp. 753-760.

[14] Stein E., Dietl E., *"Hornblende Thermobarometry of Granitoids of Central*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.325]

China:implications for granitoid geneses. Lithos 63 (2002) pp. 165-187.

[31] Forster H. J., Tischendorf G., *"Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R)*", Chemie der Erade (Geochemistry) 49 (1989) pp.7-20.

[32] Lalonde A., Bernard P., *"Composition and colour of Biotite from granits",* Can. Mineralogy 31 (1993) pp. 203-217.

[33] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomason J. A., *"The Ti-substitution surface for low-to-medium pressure metapeliticbiotites: implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms*", American Mineralogist 90 (2005) pp. 316-328.

[34] Ague J. J., Brimhall G. H., *"Regional variations in bulk chemistry*", mineralogy and the compositions of mafic andaccessory minerals in the batholiths of California. Geological Society of America Bulletin, 100 (1988) pp. 891-911

[35] Deer W.A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals*", Longman Scientific and Technical (1991) 528 p.

[36] Elkins L .T., Grove T. L., *"Ternary feldspar experiments and thermodynamic models",* American Mineralogist 75 (1990) pp. 544-559.

magmas", Journal of Petrology 35, 2 (1994) pp. 525-541.

[25] Ben Ohoud M. D., *"iscrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites",* Publhshed by Elsevier SAS.

[26] Droop G. T. R., *"A general equation Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxygen from microprobe analysis using stoichiometric criteria",* Mineralogical Magazine 51 (1987) pp. 431-435.

[27] Nachit H., Ibhi A., Abia E. l. H., Ohoud M. B. *"Discrimination between primary magmatic Biotites",* C. R. Acad. Science. Paris Geoscience 337 (2005) pp.1415-1420.

[28] Nockolds S. R., *"The relation between chemical composition and paragenesis in the Biotite micas of igneous rocks*", American Journal Science 245 (1947) pp.401-420.

[29] Fleet M .E., Barnett R.L., *"Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mineSudbury, Ontario*", The Canadian Mineralogist 16 (1978) pp. 527–532.

[30] Jiang Y., Jiang S., Ling H., Zhou X., Rui X., Yang W., *"Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang*", northwestern